



## روشی جدید برای توموگرافی ضریب کیفیت موج برشی: مطالعه‌ی موردی در شمال غرب ایران

سلمان اندایشگر<sup>۱</sup>، سید خلیل متقی<sup>۲\*</sup> و مهناز رضائیان<sup>۲</sup>

۱- دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان

۲- استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۱۰/۱۵؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۲/۱۲

\* نویسنده مسئول مکاتبات: [kmotaghi@iasbs.ac.ir](mailto:kmotaghi@iasbs.ac.ir)

### واژگان کلیدی

توموگرافی  
فاکتور کیفیت  
کاهندگی  
شمال غرب ایران

### چکیده

در این پژوهش با الهام از توموگرافی زمان سیر، روشی مشابه برای توموگرافی ضریب کیفیت موج برشی پیشنهاد می‌شود. در این روش مشابه توموگرافی زمان سیر، از مقادیر باقیمانده‌ی دامنه بدست آمده از روابط کاهندگی، به عنوان داده ورودی استفاده می‌شود. به منظور ارزیابی عملکرد این روش، تغییرات ضریب کیفیت موج برشی در شمال غرب ایران با استفاده از داده‌های ثبت شده در ۳۵ ایستگاه لرزه‌نگاری، محاسبه شده است. از میان پرتوهای ثبت شده، ۲۹۰۱ پرتو از ۳۰۲ زلزله مورد استفاده قرار گرفته و تفاضل بین لگاریتم دامنه‌ی مشاهده‌ای و لگاریتم دامنه‌ی پیش‌بینی شده برای انجام توموگرافی دوبعدی ضریب کیفیت استفاده شده است. نتایج توموگرافی ضریب کیفیت، بی‌هنجاری‌هایی با ضریب کیفیت کمتر از میانگین در راستای گسله‌ی شمال تبریز نشان می‌دهد؛ که احتمالاً مرتبط با حوضه‌های رسوبی جوان در این منطقه است. همچنین بی‌هنجاری با ضریب کیفیت بالاتر از میانگین در ۵۰ کیلومتری شمال گسله‌ی شمال تبریز و موازی آن دیده می‌شود؛ که منطبق بر رخنمون سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه با سن حدود ۱۰۰ میلیون سال است. در زیر کوه‌های تالش و در شرق سبلان دو بی‌هنجاری مشاهده می‌شود؛ که با سازندها و ساختارهای سطحی مطابقت ندارد. هر چند از آنجا که این بی‌هنجاری‌ها بعد حذف زلزله‌های عمیق (با عمق بیش از ۱۵ کیلومتر) از توموگرام حذف می‌شوند؛ می‌توان حدس زد که منشایی عمیق (عمیق‌تر از ۱۵ کیلومتر) دارند. نویسندگان این مقاله بی‌هنجاری عمیق با ضریب کیفیت کمتر از میانگین در شرق سبلان را به اثرات دمایی مرتبط با فوران‌های اخیر آتشفشان سبلان، و بی‌هنجاری عمیق با ضریب کیفیت در زیر تالش را به وجود پوسته‌ی سرد و چگال در زیر این ناحیه (احتمالاً پوسته‌ی خزر جنوبی) مرتبط می‌دانند. همخوانی خوب آنومالی‌های سطحی با نقشه‌های زمین‌شناسی و آنومالی‌های عمیق با نتایج مطالعات ژئوفیزیکی موجود، تأییدی بر توانایی روش پیشنهادی برای تشخیص تغییرات جانبی ساختارها از طریق بررسی تغییرات ضریب کیفیت موج برشی در منطقه مورد مطالعه است.

## ۱- مقدمه

مورد ارزیابی کمی قرار گرفته است. در پایان، نتایجی که اعتبار آماری بالایی دارند، مورد بررسی قرار گرفته و با کمک نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه و سایر اطلاعات ژئوفیزیکی (نتایج توموگرافی زمان سیر و آنومالی‌های گرانی و مغناطیسی) تفسیر شده‌اند.

## ۲- معرفی شبکه و داده‌های مورد استفاده

از میان رویدادهای ثبت شده در ۲۳ ایستگاه موقت شبکه‌ی دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان (مثلث‌های مشکی در شکل ۱)، ۱۱ ایستگاه شبکه‌ی لرزه‌نگاری کشوری در شمال غرب ایران (مثلث‌های آبی در شکل ۱) و یک ایستگاه دائم شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (مثلث قرمز در شکل ۱)، تعداد ۹۴۳ زلزله با بزرگای گشتاوری ۱/۶ تا ۵/۲ مورد بررسی قرار گرفت و دامنه‌ی طیفی این نگاشت‌ها محاسبه شد. روش محاسبه بزرگای گشتاوری برای زلزله‌های کوچک توسط متقی و همکاران (۱۳۸۸) ارائه شده است. یک بانک داده شامل دامنه‌ی موج برشی و دامنه‌ی نوفه در فرکانس‌های مختلف برای هر رخداد ایجاد شد. این بانک داده شامل اطلاعات مربوط به ۵۳۰۵ پرتو از ۹۴۳ زلزله با گاف آزیموتی کمتر از ۲۵۰ درجه می‌باشد. نحوه تهیه این بانک داده به صورت مبسوط توسط متقی و همکاران (۱۳۹۵) توضیح داده شده است. از بانک داده موجود، تعداد ۲۹۰۱ پرتو در فرکانس یک هرتز برای این مطالعه انتخاب شد؛ که نحوه‌ی انتخاب این پرتوها بدین شرح است: (۱) از آنجا که در توموگرافی لازم است پرتوها به حد کافی با هم برخورد داشته باشند؛ در ابتدا نقشه‌ی پوشش پرتویی ترسیم شد و پرتوهایی که با بقیه برخورد نداشتند، به صورت چشمی حذف شدند. (۲) نسبت سیگنال به نوفه بررسی شد و پرتوهایی که نسبت سیگنال به نوفه‌ی کمتر از ۳ داشتند، از بانک داده کنار گذاشته شدند. (۳) به دلیل وجود عدم قطعیت در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها (خطای رومرکزی ۵ کیلومتر در بهترین حالت)، پرتوهایی که فاصله‌ی رومرکزی کمتر از ۱۰ کیلومتر داشتند، از بانک داده حذف شدند. (۴) پرتوهایی که فاصله‌ی رومرکزی بیش از ۲۵۰ کیلومتر داشتند، از بانک داده حذف شدند. در نهایت تعداد ۲۹۰۱ پرتو که در ۳۵ ایستگاه با شرایط مناسب ثبت شده بودند (شکل ۱)، باقی ماندند و ترسیم توموگرافی بر روی این پرتوها انجام گرفت. شکل ۲ موقعیت سه-بعدی زلزله‌های انتخابی را نمایش می‌دهد. پراکندگی عمقی بیشتر زلزله‌ها در سمت راست شکل به خاطر وجود لیتوسفر شبه‌اقیانوسی خزر جنوبی است و توسط Aziz Zanjani et al. (2013) پیش از این مورد بحث قرار گرفته است. زلزله‌های واقع در لبه شرقی منطقه از دقت عمقی خوبی برخوردارند.

## ۳- توموگرافی فاکتور کیفیت

## ۳-۱- پارامتربندی محدوده‌ی مورد مطالعه

پس از انتخاب داده‌های با کیفیت، قدم بعدی پارامتربندی محدوده‌ی مورد مطالعه است. به دلیل این که تهیه توموگرافی به صورت دو بعدی انجام

شمال غرب ایران یکی از مناطق فعال تکتونیکی در کمربند آلپ-همالیای به شمار می‌رود؛ که زمین‌لرزه‌های بزرگی در آن رخ داده است. این گستره شامل واحدهای ساختاری و چینه‌ای مهمی از جمله گسله‌ی شمال تبریز، حوضه‌ی خزر جنوبی، کوه‌های آتشفشانی سهند و سبلان، کوه‌های تالش و دریاچه‌ی ارومیه است. وجود پهنه‌های گسلی فعال، وجود آثار تحولات ماگمایی آتشفشان‌ها و تأثیر متفاوت این ساختارها بر کاهندگی امواج زمین‌لرزه، انگیزه‌ای شد؛ تا مطالعه‌ی محلی به منظور تخمین تغییرات جانبی فاکتور کیفیت ناشی از ناهمگنی ساختاری منطقه انجام شود.

هندسه و تغییرات ساختار پوسته بالایی در شمال غرب ایران با انجام توموگرافی دو و سه‌بعدی امواج حجمی زمین‌لرزه‌های محلی (Rezaeifar et al., 2016; فیض آقایی و همکاران ۱۳۹۶)، محاسبه‌ی تغییرات جانبی کاهندگی کدای موج برشی (Naghavi et al., 2017) و تخمین عمق پی‌سنگ مغناطیسی با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی (Teknik and Ghods, 2017) بررسی شده است و وجود تغییرات جانبی ساختاری در منطقه در مطالعات ژئوفیزیکی آشکار شده است. با این وجود، در مطالعه‌ی کاهندگی متقی و همکاران (۱۳۹۵) در شمال غرب ایران، برای محاسبه‌ی رابطه کاهندگی، ضریب گسترش هندسی و ضریب جذب ذاتی (متناسب با فاکتور کیفیت) یک مقدار ثابت برای کل منطقه فرض شده است. بررسی مقادیر باقیمانده لگاریتم دامنه در آن مطالعه نشان می‌دهد که مقادیر باقیمانده، الگوی سیستماتیک دارند و در امتداد گسل شمال تبریز همگی منفی هستند. این الگوها در دیگر مطالعات کاهندگی همچون مطالعه Motaghi and Ghods (2012) در البرز مرکزی و قاسمی‌نیا و همکاران (۱۳۹۷) در دشت گیلان و دره‌ی طارم نیز مشاهده شده است. تغییرات سیستماتیک مقدار باقیمانده نشان می‌دهد الگوی کاهندگی در کل پهنه مورد مطالعه ثابت نیست و تحت تأثیر ناهمگنی‌های ساختاری موجود، دارای تغییرات جانبی است. این موضوع در روابط کاهندگی در نظر گرفته نمی‌شود.

مشاهدات فوق انگیزه‌ای شده تا در این مطالعه با ایده گرفتن از توموگرافی دوبعدی زمان سیر، یک توموگرافی فاکتور کیفیت با استفاده از مقادیر باقیمانده دامنه (به جای باقیمانده زمان سیر) انجام شود. در این مطالعه، با این فرض که تغییرات کاهندگی فقط ناشی از تغییر ضریب جذب ذاتی است و پارامتر گسترش هندسی در کنار دیگر عوامل موثر بر کاهندگی (برای مثال پراکنش)، تأثیر ناچیزی در تغییر جانبی کاهندگی دامنه‌ی امواج دارند؛ توموگرافی با در نظر گرفتن ضریب جذب ذاتی به عنوان مجهول مساله، ترسیم شد.

در این مطالعه از ۲۹۰۱ پرتو موج برشی ثبت شده در ۳۵ ایستگاه دائم و موقت در شمال غرب ایران استفاده شده است (شکل ۱). توموگرافی دوبعدی ضریب کیفیت به روش کمترین مربعات میراشونده‌ی وزن دار (Menke, 2018)، بر روی مقادیر باقیمانده‌ی دامنه انجام شده و نتایج توموگرافی

در این رابطه ترم اول، لگاریتم دامنه‌ی موج در چشمه است و ترم دوم و سوم به ترتیب اثرات جذب ذاتی و گسترش هندسی را نشان می‌دهند. (Atkinson and Mereu, 1992) با استفاده از روابط فوق، مدل پارامتری زیر را برای منحنی کاهندگی دامنه‌ی موج تعریف کردند:

$$\log A_i(f) = a(f)M_i + b(f)\log(R_i) + c(f)R_i + d(f) \quad (3)$$

در رابطه‌ی بالا  $i$  اندیس هر پرتو و  $A_i$  دامنه‌ی طیفی هر پرتو در فرکانس  $f$  است؛ که در فاصله‌ی کانونی  $R_i$  از چشمه‌ی زمین لرزه ثبت شده است. ترم اول در سمت راست رابطه‌ی بالا مربوط به بزرگا می‌باشد و خطی بودن ارتباط این بزرگا و لگاریتم دامنه در رابطه (۲) برای زلزله‌های کوچکتر از ۵/۵ (Hutton and Boore, 1987) سبب می‌شود تا به جای ترم  $\log(A_0)$  ترم اول و چهارم معادله (۳) جایگزین شود. در این رابطه  $c(f)$  یک مقدار ثابت برای کل منطقه در نظر گرفته می‌شود. متقی و همکاران (۱۳۹۵) با برازش رابطه بالا به داده‌های شمال غرب، ضرایب کاهندگی را محاسبه کردند؛ اما مقدار دامنه محاسبه شده برای هر ایستگاه دارای تفاوت سیستماتیک با مقدار مشاهده‌ای است (شکل ۳.a). برای مثال، میانگین مقدار باقیمانده در ایستگاه‌های مجاور گسل شمال تبریز همواره مقداری منفی دارد. می‌توان این اختلاف را به تغییر جانبی فاکتور جذب ذاتی (متناسب با فاکتور کیفیت) نسبت داد. زیرا این فاکتور به خصوصیت الاستیک محیط انتشار وابسته است و تحت تاثیر شکستگی‌ها، آب، آنومالی‌های دمایی و تغییر ضرایب الاستیک تغییر می‌کند. در نتیجه با در نظر گرفتن این نقیصه که پارامتر کیفیت در محیط تغییر می‌کند، در حالی که این موضوع در رابطه کاهندگی (۳) در نظر گرفته نشده است، تلاش می‌شود تا در این مطالعه، باقیمانده لگاریتم دامنه (سمت چپ رابطه ۴) با تغییرات ضریب جذب ( $\Delta c_j$ ) در بخش‌های مختلف منطقه مورد بررسی قرار گیرد. در رابطه (۴) فرض شده که تغییر گسترش هندسی در بخش‌های مختلف منطقه تاثیری بر مشاهده باقیمانده‌ها ندارد. بدین ترتیب مقادیر باقیمانده و تغییرات ضریب جذب مطابق رابطه (۴) به یکدیگر مرتبط می‌شوند. اثر ایستگاه ( $S_k$ ) و یک عدد ثابت ( $d$ ) برای بهبود برازش به داده‌ها و آزادی بیشتر مساله به سمت راست اضافه شده است:

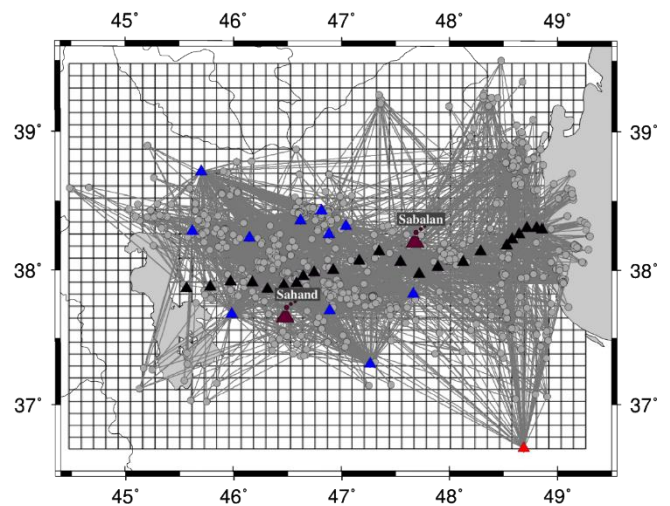
$$\log(A_i)_{obs} - \log(A_i)_{pre} = \sum \Delta c_j \cdot R_{ij} + S_k + d \quad (4)$$

برای این مطالعه مقادیر لگاریتم دامنه در فرکانس ۱ هرتز به عنوان داده‌ی مشاهده‌ای استفاده می‌شود. دامنه پیش‌بینی شده با رابطه (۵) که توسط متقی و همکاران (۱۳۹۵) ارائه شده، به صورت زیر است:

$$\log A_{pre}(f) = 1.36M - 1.38\log(R) - 0.75\log\left(\frac{R}{70}\right) - 0.0012R - 5.65 \quad (5)$$

دلیل عدم استفاده از فرکانس‌های کمتر و بیشتر از یک هرتز در این مطالعه این است که بیشتر ایستگاه‌های شبکه‌ی دائم مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از نوع کوتاه‌دوره با فرکانس گوشه‌ی یک هرتز است. بنابراین این دستگاه‌ها دامنه‌ی فرکانس‌های کمتر از یک را میرا کرده و به خوبی ثبت نمی‌کنند. در فرکانس‌های بالاتر نیز اثر پراکنش بر کاهندگی دامنه افزایش می‌یابد (Hearn et al., 2008). بنابراین برای چشم‌پوشی از اثر پراکنش،

می‌شود، سطح مورد مطالعه به بلوک‌های مربعی شکل با اندازه‌ی مساوی تقسیم‌بندی می‌شود. اگر پهناي بلوک‌ها از فاصله‌ی بهینه کمتر در نظر گرفته شود، نتایج معکوس‌سازی ممکن است رفتار نوسانی از خود نشان دهد. بدین صورت که بی‌هنجاری مثبت و منفی در بلوک‌های مجاور پشت سر هم قرار می‌گیرند. از طرفی اگر پهناي بلوک‌ها از فاصله‌ی بهینه بیشتر شود، ممکن است از تمام جزئیات قابل استخراج در داده‌ها استفاده نشود و نتایج بدست آمده متوسط ساختارهای مجاور باشد. اندازه بهینه بلوک‌ها ۱۰×۱۰ کیلومتر انتخاب شده و محدوده‌ی مورد مطالعه به ۱۳۴۴ بلوک مربعی شکل تقسیم‌بندی شده است (شکل ۱).



شکل ۱: پوشش پرتوها (خطوط خاکستری) به همراه بلوک‌بندی (خطوط مشکی) در منطقه مورد مطالعه. موقعیت ایستگاه‌ها و زمین لرزه‌ها به ترتیب با مثلث و دایره نمایش داده شده است. مثلث‌های آبی، موقعیت ایستگاه‌های دائم شبکه لرزه‌نگاری تبریز وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مثلث‌های مشکی موقعیت ایستگاه‌های شبکه موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان و مثلث قرمز موقعیت ایستگاه دائم شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله را نشان می‌دهد. موقعیت قله‌های آتشفشانی سهند و سبلان با علامت مخصوص قهوه‌ای رنگ نشان داده شده است.

### ۳-۲- فرمول‌بندی مساله

کاهندگی دامنه‌ی امواج انتشار یافته در زمین با رابطه‌ی (۱) نشان داده می‌شود؛ که در آن دامنه بر اثر گسترش هندسی و جذب ذاتی کاهش می‌شود (Atkinson and Mereu, 1992; Hearn et al., 2008):

$$A = A_0 e^{-cR} \frac{1}{R^n} \quad (1)$$

در این رابطه  $A_0$  دامنه‌ی موج در چشمه،  $A$  دامنه‌ی موج ثبت شده در ایستگاه،  $R$  فاصله کانونی،  $c$  ضریب جذب ذاتی و  $\frac{1}{R^n}$  ترم گسترش هندسی می‌باشد. اگر از رابطه‌ی بالا لگاریتم گرفته شود، رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\log(A) = \log(A_0) - cR \log_{10} - n \log(R) \quad (2)$$

راست و اصل بين دو نقطه در فضای سه بعدی (با در نظر گرفتن عمق زلزله و ارتفاع ایستگاه) در نظر گرفته شده است. پرتوها به قطعه‌های یک کیلومتری تقسیم شده و موقعیت هر قطعه پرتو نسبت به بلوک‌ها مشخص گردیده است. برای هر پرتو تعداد قطعه پرتوها در هر بلوک محاسبه شد و بدین ترتیب طول پرتوها برابر با تعداد تکه پرتوها در هر بلوک بدست آمد. این عملیات برای تمام پرتوها انجام و ماتریسی شامل طول پرتوهای عبوری از هر بلوک تشکیل شد. ماتریس ضرایب (ماتریس ژاکوبین) ۲۹۰۱ سطر (به تعداد پرتوها) و ۱۳۴۴ ستون (به تعداد بلوک‌ها) دارد.

انجام توموگرافی با دقت بیشتر نیازمند استفاده از روش‌های مناسب‌تر پرتویابی در مدل‌های سرعتی دو یا سه بعدی مانند پرتویابی شبه‌خمشی توسط Rezaeifar et al. (2016) است. استفاده از این روش‌ها هر چند نتایج را بهبود خواهد داد؛ اما در کلیت شکل توموگرام بدست آمده تغییری ایجاد نخواهد کرد.

### ۳-۴- معکوس سازی

پس از محاسبه‌ی مقادیر باقیمانده‌ی دامنه و تشکیل ماتریس ضرایب، برای بدست آوردن مجهولات از روش کمترین مربعات میراث‌شونده وزن دار طبق رابطه‌ی (۶) استفاده شد (Menke, 2018):

$$m = (G^T W_d G + \lambda^2 W_m)^{-1} G^T W_d d \quad (6)$$

در این رابطه،  $d$  بردار داده،  $G$  ماتریس ضرایب،  $W_d$  ماتریس وزن داده،  $W_m$  ماتریس وزن مدل،  $\lambda$  ضریب میرایی و  $m$  بردار مجهولات است.

### ۳-۴-۱- محاسبه‌ی ماتریس وزن

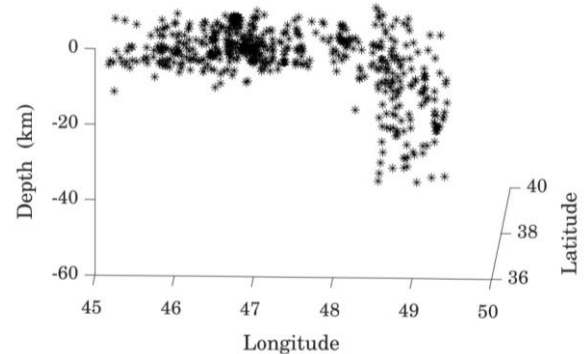
در مسائل وارون برای این که داده‌های دقیق‌تر (دارای خطای کمتر) نقش بیشتری در معکوس سازی داشته باشند؛ از ماتریس وزن برای داده‌ها استفاده می‌شود. به علاوه، برای آنکه بلوک‌هایی که پرتوهای بیشتری از آنها عبور کرده و مقیدترند بیشتر در معکوس سازی نقش داشته باشند؛ از ماتریس وزن مدل استفاده می‌شود. در این مطالعه، برای وزن دهی به مشاهدات نسبت سیگنال به نوفه‌ی هر پرتو به کمک دامنه‌ی سیگنال و نوفه موجود در بانک داده محاسبه شد؛ تا کیفیت دامنه مشاهده‌ای مشخص گردد. مقادیر نسبت سیگنال به نوفه بین ۳ تا ۳۵۶ متغیر است (مقدار ۳۵۶ برای زلزله‌های با بزرگای ۴ که در فاصله نزدیک ثبت شده باشند، مقدار عجیبی نیست). با توجه به نسبت سیگنال به نوفه و فراوانی آنها مقادیری بین ۰/۱ تا ۴ به عنوان وزن به دامنه‌ها نسبت داده شد. نحوه‌ی این وزن دهی در جدول (۱) نشان داده شده است؛ که در آن به صورت کیفی به پرتوهای با نسبت سیگنال به نوفه بیشتر وزن بیشتر تعلق گرفته است.

جدول ۱: میزان وزن نسبت داده شده به هر پرتو بر اساس نسبت

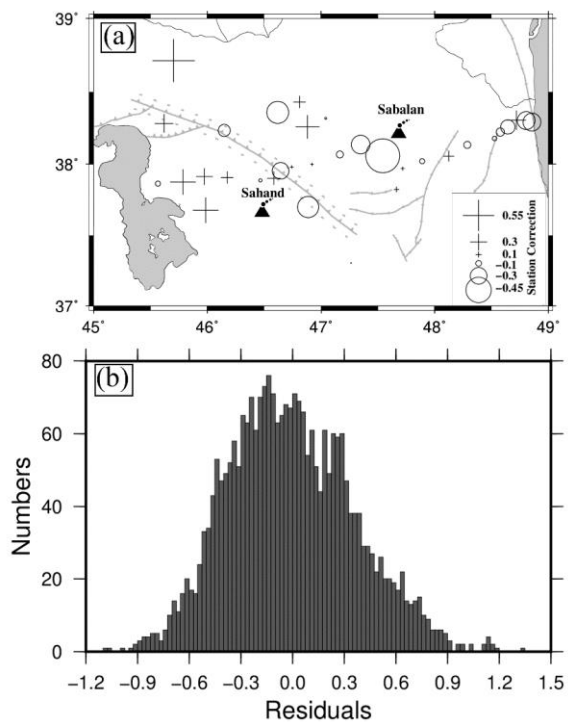
سیگنال به نوفه (SNR).

SNR	وزن
۴۵۳	۰/۱
۵۵۴	۰/۲
۶۵۵	۰/۳
۷۵۶	۰/۴
۸۵۷	۰/۵
۹۵۸	۰/۶
۱۰۵۹	۰/۷
۱۱۵۱۰	۰/۸
۱۲۵۱۱	۰/۹
۱۳۵۱۲	۱
۱۴۵۱۳	۱/۱
۱۵۵۱۴	۱/۲
۲۵۵۱۵	۲
> ۲۵	۴

توموگرافی برای پایین‌ترین فرکانس ممکن در بانک داده موجود (یعنی فرکانس یک هرتز) انجام می‌گیرد. در شکل (۳.ب) توزیع نرمال مقادیر باقیمانده با یک نمودار میله‌ای نمایش داده شده است. میانگین و انحراف از معیار این توزیع نرمال به ترتیب برابر با ۰/۰۲۱- و ۰/۳۷ بدست می‌آید.



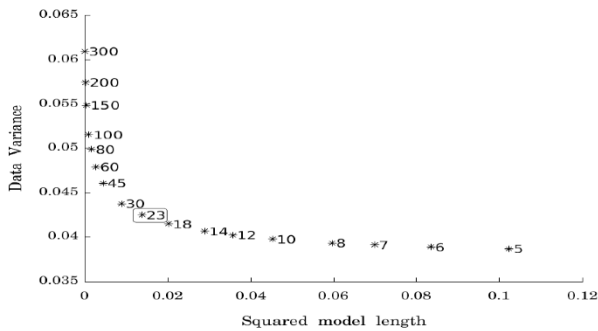
شکل ۳: موقعیت سه بعدی زلزله‌های انتخابی برای توموگرافی نمایش داده شده است. پراکندگی عمقی بیشتر زلزله‌های واقع در شرق منطقه به علت رئولوژی متفاوت لیتوسفر خزر جنوبی نسبت به لیتوسفر ایران مرکزی است (Aziz Zanjani et al., 2013).



شکل ۳: (a) میانگین مقادیر باقیمانده لگاریتم دامنه در هر ایستگاه را نشان می‌دهد. علامت (+) مقادیر باقیمانده مثبت و دایره‌های توخالی مقادیر باقیمانده منفی را نشان می‌دهد. (b) نمودار فراوانی مقادیر باقیمانده‌ی لگاریتم دامنه در فرکانس ۱ هرتز که به عنوان داده‌ی ورودی توموگرافی استفاده شده است را نشان می‌دهد.

### ۳-۳- پرتویابی و تشکیل ماتریس ضرایب

با در اختیار داشتن موقعیت ایستگاه‌ها و زمین لرزه‌ها، پرتوها به صورت خط



شکل ۴: منحنی L برای تعیین ضریب میرایی بهینه در معکوس‌سازی.

#### ۴- نتایج معکوس‌سازی، مطالعه موردی: شمال غرب

##### ایران

به عنوان مطالعه موردی، تغییرات ضریب کیفیت در شمال غرب ایران (شکل ۵) برای پرتوهای نمایش داده شده در شکل (۱) انتخاب شده است. در شکل (۵) بی‌هنجاری‌های آبی، تغییرات مثبت ضریب کیفیت و بی‌هنجاری‌های قرمز، تغییرات منفی آن را نشان می‌دهد. افزایش ضریب کیفیت نسبت به مقدار متوسط منطقه برابر با ۱۷۲ (متقی و همکاران ۱۳۹۵) محاسبه شده است. مدل دوبعدی بدست آمده شاهدهی بر یک منطقه‌ی ساختاری ناهمگن است و توانسته است واریانس داده‌ها را به مقدار ۵۷٪ کاهش دهد. اولین روند قابل معرفی در شکل (۵) در مجاورت گسله‌ی شمال تبریز (NTF) قرار دارد که با حرف A بر روی توموگرام ضریب کیفیت مشخص شده است. این بی‌هنجاری که با رنگ قرمز مشخص است، با مقداری در حدود ۱۲۰، دارای ضریب کیفیت پایین‌تری نسبت به مقدار میانگین است. این بی‌هنجاری نشان می‌دهد که موج لرزه‌ای در این منطقه جذب بیشتری را تجربه کرده است. ناحیه‌ی A بر روی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران (۱۹۷۷) (شکل ۶) با منحنی مشکی مشخص شده است. در این ناحیه عمدتاً رسوبات نئوژن (با سن ۲۳ الی ۲ میلیون سال) که از سازندهای رسوبی جوان به‌شمار می‌آید دیده می‌شوند و می‌توانند منشاء بی‌هنجاری با ضریب کیفیت پایین باشند. Rezaeifar et al. (2016) و فیض‌آقایی و همکاران (۱۳۹۶) با استفاده از توموگرافی سرعت موج P، مطالعه‌ای به منظور بررسی ساختار پوسته‌ی بالایی در همین منطقه انجام داده‌اند؛ که نتایج آنها نیز سرعت کمتر (متناظر با ضریب کیفیت پائین‌تر) در مناطق رسوبی واقع در شمال گسله‌ی شمال تبریز و سرعت بیشتر در مجاورت سنگ‌های بازالتی آتشفشان سهند نمایش می‌دهد. مطالعه‌ی (Teknik and Ghods 2017) نیز با استفاده از تحلیل داده‌های مغناطیس‌هوابرد یک حوضه رسوبی ضخیم در شمال گسله معرفی کرده؛ که مشابه نقشه زمین‌شناسی (شکل ۶) و نقشه تغییرات ضریب کیفیت (شکل ۵) در غرب سهند به جنوب گسله گسترش یافته است. اثر این رسوبات جوان بر تمامی فاکتورهای ژئوفیزیکی یاد شده (ضریب جذب، سرعت انتشار و مغناطش سنگ) به وضوح مشاهده می‌شود و توانایی توموگرافی فاکتور کیفیت را در آشکارسازی آن نشان می‌دهد.

برای وزن دادن به بلوک‌ها، ابتدا تعداد پرتوهای عبوری از هر بلوک محاسبه و سپس با توجه به مقادیر بدست آمده، به هر بلوک وزن داده شد. برای بلوک‌های با تعداد پرتو عبوری بیشتر، وزن بیشتر و برای بلوک‌های با تعداد پرتو عبوری کمتر، وزن کمتری در نظر گرفته شد. مقدار وزن منتسب به هر بلوک برابر با یک صدم تعداد پرتوهای عبوری است.

#### ۳-۴-۲- انتخاب فاکتور میرایی

پارامتری که پیش از معکوس‌سازی برای حل رابطه‌ی (۶) باید محاسبه شود، ضریب میرایی  $\mathcal{M}$  است. این پارامتر قیدی به روش کمترین مربعات اضافه می‌کند که در طی معکوس‌سازی طول مدل (متناسب با تغییر مدل از مقدار اولیه) نیز کمینه بماند. به عبارت دیگر، این روش ساده‌ترین مدلی را که می‌تواند با معکوس‌سازی بدست آید، به عنوان مدل نهایی معرفی می‌نماید (Menke, 2018). ضریب میرایی  $\mathcal{M}$  به سادگی از روش‌های تحلیلی بدست نمی‌آید و باید آن را با یک روش آزمون و خطا محاسبه کرد. بدین صورت که واریانس باقیمانده داده (حاصل از مدل نهایی) بر حسب واریانس مدل به ازای ضرایب میرایی متفاوت ترسیم می‌شود. شکل (۴) به گونه‌ای ترسیم شده که ضرایب میرایی مقادیر متنوعی را در یک بازه‌ی وسیع (مثلاً بین ۵ تا ۳۰۰) شامل شوند. ضریب میرایی که در محل چرخش منحنی قرار می‌گیرد به عنوان ضریب میرایی بهینه انتخاب می‌شود. ضریب میرایی مناسب در مساله ما مقداری بین ۱۴ تا ۳۰ دارد؛ که در اینجا مقدار ۲۳ به عنوان مقدار بهینه انتخاب شده است. گام بعدی اجرای معکوس‌سازی مقادیر باقیمانده است. در این مطالعه مقادیر مدل (تغییر ضریب جذب) پس از محاسبه به تغییر ضریب کیفیت تبدیل شده و گزارش خواهند شد؛ که امری رایج در مهندسی زلزله است. ضریب جذب ذاتی  $c(f)$  به ضریب کیفیت  $(Q)$  طبق رابطه‌ی (۷) مرتبط می‌شود؛ که در آن  $f$  فرکانس و  $\beta$  سرعت موج برشی میانگین در پوسته است (Atkinson and Mereu, 1992):

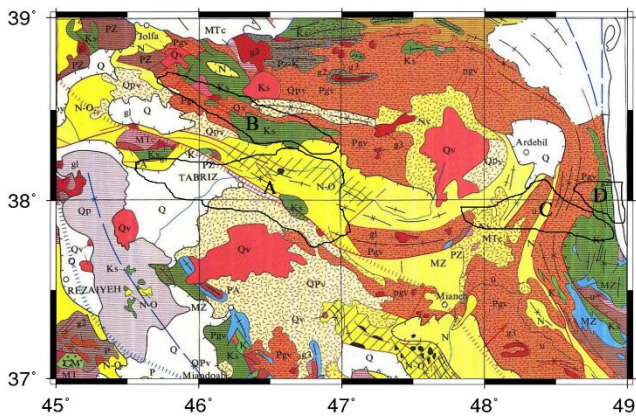
$$Q = \frac{\pi f}{\ln(10) c(f) \beta} \quad (7)$$

اگر از رابطه ۷ نسبت به ضریب جذب ذاتی مشتق گرفته شود؛ رابطه‌ی (۸) بدست می‌آید:

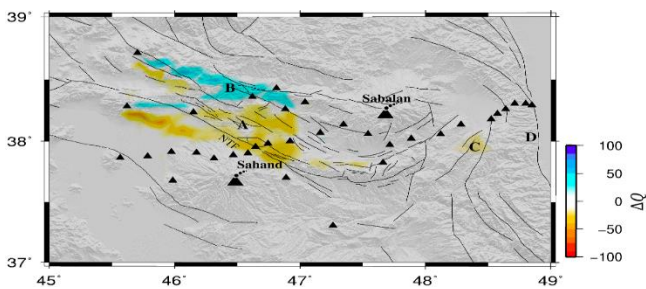
$$\Delta Q = \frac{-\pi f \Delta c}{\ln(10) c^2(f) \beta} \quad (8)$$

در این رابطه  $\Delta c$  تغییرات ضریب جذب ذاتی است؛ که از معکوس‌سازی بدست آمده است. با جای گذاری این مقادیر در رابطه‌ی (۸)، تغییرات ضریب کیفیت بدست خواهد آمد.

منطقه و در عمق بیش از ۱۵ کیلومتر قرار دارند. بررسی مطالعات عمیق ساختاری در منطقه نشان داده است که بی‌هنجاری C در جنوب شرق سبلان پیش از این با استفاده از نوموگرافی امواج منطقه‌ای و دورلرز (Bavali et al., 2016) مشاهده شده و به عنوان یک بی‌هنجاری دمایی در مجاورت آتشفشان سبلان تفسیر شده است. بی‌هنجاری D در محل وقوع زلزله‌های عمیق و در لبه حوضه خزر جنوبی اتفاق افتاده است (Aziz Zanjani et al., 2013). بررسی بی‌هنجاری بوگه (داده‌های سازمان نقشه-برداری کشور، نتایج منتشر نشده) یک آنومالی بوگه مثبت قوی در همین محدوده را نشان می‌دهد. (Aziz Zanjani et al., 2013) این ساختار را به وجود پوسته‌ای سرد و چگال (احتمالاً پوسته‌ی خزر جنوبی) در این منطقه تفسیر کرده‌اند.



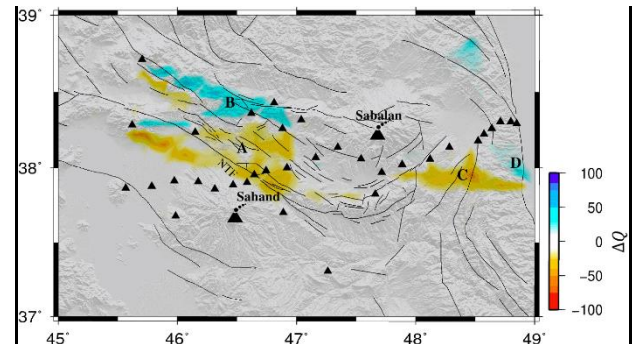
شکل ۶: نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی شمال غرب ایران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۷). در این نقشه محدوده اصلی روندهای مشاهده‌ای در شکل (۵) با منحنی‌های مشکی مشخص شده است. منحنی A رسوبات نئوژن (منحنی زرد رنگ) و کواترنری (منحنی سفید رنگ) و پلیگن B رخنمون سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه (سبز رنگ) را نشان می‌دهد.



شکل ۷: نوموگرام دو بعدی تغییرات ضریب کیفیت در شمال غرب ایران پس از حذف رخداد‌های عمیق (عمیق‌تر از ۱۵ کیلومتر). موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری با مثلث نشان داده شده است. خطوط مشکی گسله‌های اصلی منطقه (Taghipour et al., 2018) را نشان می‌دهد. NTF: گسله شمال تبریز.

تغییرات جانبی فاکتور کیفیت در شمال غرب پیش از این توسط (Naghavi et al., 2017) و با استفاده از کادای موج S مورد بررسی قرار گرفته است. ایشان با محاسبه مقدار ضریب کیفیت امواج کدا

آنومالی آشکار شده دیگر در فاصله‌ی ۵۰ کیلومتری شمال گسله‌ی شمال تبریز (آنومالی B)، افزایش ضریب کیفیت (با رنگ آبی، شکل ۵) نسبت به مقدار زمینه را نشان می‌دهد. در نقشه‌ی زمین‌شناسی و چینه‌شناسی (شکل ۶) موقعیت این آنومالی با منحنی مشکی مشخص شده است. در این ناحیه نیز رخنمون سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و دگرگونه‌های کامبرین مشاهده می‌شود؛ که از رخنمون‌های پی‌سنگی قدیمی منطقه به شمار می‌آیند. بنابراین همانند قبل، تغییر نوع سنگ از رسوبی به آذرین-دگرگونی با تغییر ضریب کیفیت انطباق خوبی دارد و می‌تواند با بررسی تغییرات فاکتور کیفیت آشکارسازی شود.



شکل ۸: نوموگرام دو بعدی تغییرات ضریب کیفیت در شمال غرب ایران بر روی لایه توپوگرافی. محدوده آنومالی‌های مشاهده شده با حروف انگلیسی A, B, C و D علامت‌گذاری شده‌اند. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری با مثلث سیاه‌رنگ نشان داده شده است. خطوط مشکی گسله‌های اصلی منطقه (Taghipour et al., 2018) را نشان می‌دهد. موقعیت گسله شمال تبریز (NTF) و آتشفشان‌های سهند و سبلان بر روی شکل مشخص شده است.

روندهای دیگری در شرق منطقه در ارتفاعات تالش و جنوب شرق سبلان مشاهده می‌شوند؛ که به ترتیب با حروف C و D بر روی شکل‌های (۵) و (۶) علامت‌گذاری شده‌اند و به ترتیب کاهش و افزایش ضریب کیفیت را نشان می‌دهند. این آنومالی‌ها با نقشه‌ی زمین‌شناسی و ساختارهای سطحی منطقه (شکل ۶) قابل تفسیر و مقایسه نیستند. عزیز زنجانی و همکاران (۲۰۱۳) نشان داده‌اند که زلزله‌های واقع در شرق کوه‌های تالش تحت تاثیر بلوک شبه‌اقیانوسی خزر جنوبی، عمقی در حدود ۲۰-۴۵ کیلومتر دارند؛ در حالی که در بقیه نواحی مورد مطالعه، عمق لرزه‌خیزی کمتر از ۲۰ کیلومتر است (Moradi et al., 2011; Aziz Zanjani et al., 2013). نتیجه به نظر می‌رسد که در نوموگرافی دوبعدی اثر آنومالی‌های عمیق‌تر از ۲۰ کیلومتر در شرق ناحیه مورد مطالعه می‌تواند در نوموگرام دوبعدی مشاهده شود. برای بررسی این فرضیه، زلزله‌های عمیق (با عمق بیش از ۱۵ کیلومتر) از بانک داده حذف شده و نوموگرافی با رخداد‌های کم‌عمق مجدداً تکرار شده است. شکل (۷) نتیجه نوموگرافی کیفیت پس از حذف این زلزله را نشان می‌دهد. نکته‌ی جالب آن که در شکل (۷)، بی‌هنجاری C تضعیف شده و بی‌هنجاری D به طور کامل از بین رفته است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که این دو بی‌هنجاری ناشی از ساختارهای عمیق

ماتریس قدرت تفکیک ارائه می‌شود؛ تا نواحی با اعتبار آماری بالا شناسایی شوند (شکل ۸.a). محدوده‌ای که با خط مشکی مشخص شده است، مقادیر بزرگتر از ۰/۸ را نشان می‌دهند؛ که تباین بالایی دارند و به عنوان آنومالی-های A-D در بخش قبل معرفی شدند.

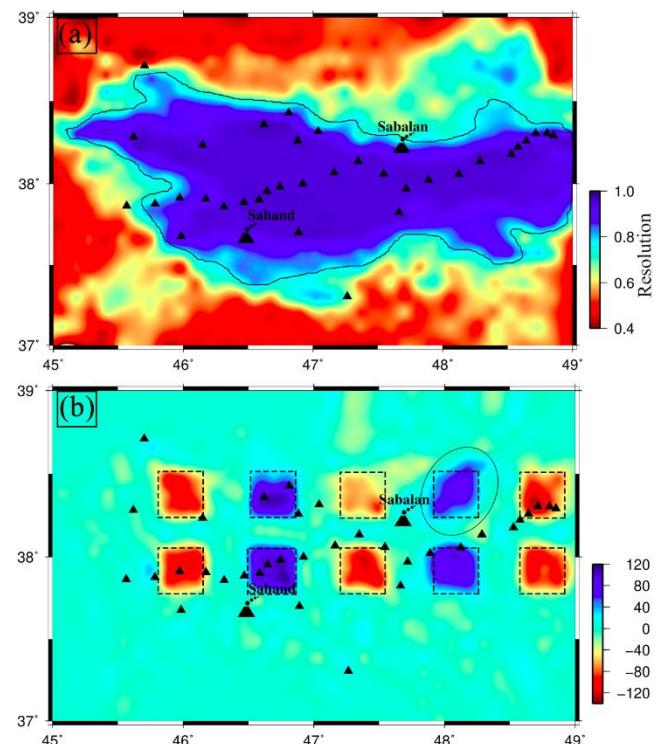
### ۵-۲- آزمون مدل مصنوعی

در این آزمون ۱۰ بی‌هنجاری پراکنده‌ی مثبت (+۱۰۰) و منفی (-۱۰۰) (کادرهای مربعی مشکی رنگ) مطابق شکل (۸.b) در منطقه‌ی مورد مطالعه در نظر گرفته شد و سپس پرتوهایی با هندسه‌ی مشابه داده‌های واقعی از این بی‌هنجاری مصنوعی عبور داده شده و مقادیر دامنه برای هر پرتو عبوری به عنوان داده‌ی مصنوعی محاسبه گردید. تمام پارامترهای معکوس‌سازی مانند سایز بلوک‌ها و فاکتور میرائی همان پارامترهای استفاده شده در معکوس‌سازی داده‌های واقعی در نظر گرفته می‌شود. بین بی‌هنجاری‌های فرضی فاصله‌ای قرار داده شده، تا کشیدگی احتمالی بی‌هنجاری‌ها پس از معکوس‌سازی قابل مشاهده باشد. نتیجه این مدل‌سازی مصنوعی پس از معکوس‌سازی، در شکل (۸.b) نشان داده شده است. تقریباً تمام بی‌هنجاری‌های فرضی در جای خود و با پلاریته‌ی درست بازیابی شده‌اند؛ اما دو بی‌هنجاری در شرق و غرب کوه سبلان با دامنه‌ی ضعیف‌تری بازیابی شده‌اند، که دلیل آن تعداد کمتر پرتوهاست. کشیدگی با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در برخی بی‌هنجاری‌ها (مانند ناهنجاری مشخص شده با دایره مشکی) دیده می‌شود؛ که به علت راستای غالب پرتوهای عبوری در آن منطقه است.

### ۶- نتیجه‌گیری

در این مطالعه، با الهام از روش توموگرافی زمان‌سیر، مقادیر باقیمانده دامنه مربوط به شمال غرب ایران به عنوان داده ورودی یک توموگرافی فاکتور کیفیت استفاده شده است. این ایده از آنجا آمده که مقادیر باقیمانده دامنه (تفاضل لگاریتم دامنه مشاهده‌ای و لگاریتم دامنه تخمین زده شده با یک رابطه کاهندگی برای آن منطقه) دارای الگوی سیستماتیک در هر ایستگاه هستند؛ که این شاهدهی بر وجود تغییرات مکانی در یکی از فاکتورهای کاهندگی دامنه می‌باشد. بر اساس طبیعت فاکتورهای کاهندگی، فاکتور جذب غیرالاستیک (متناسب با فاکتور کیفیت) به عنوان عامل مسبب فرض شد و مساله بر اساس آن فرمول‌بندی گردید و توموگرافی برای منطقه شمال غرب ایران به عنوان یک مطالعه موردی انجام گرفت. نتایج توموگرافی در اطراف و شمال گسله‌ی شمال تبریز یک ناهنجاری با ضریب کیفیت پایین‌تر از میانگین نشان می‌دهد که همخوانی خوبی با نقشه‌ی زمین‌شناسی و توموگرافی‌های زمان‌سیر موجود در منطقه دارد و شاهدهی بر توانایی روش در تشخیص تغییرات ساختاری (در اینجا تغییر نوع سنگ از رسوبی به آذرین/دگرگونی) با استفاده از بررسی تغییرات فاکتور کیفیت دارد. در شرق منطقه در حوالی رشته‌کوه تالش دو آنومالی مشاهده شده است؛ که با حذف زلزله‌های عمیق (با عمق بیش از ۱۵ کیلومتر) حذف یا تضعیف می‌شوند و در نتیجه به عنوان بی‌هنجاری‌هایی

برای بیش از صد هزار پرتوی ثبت شده توسط ایستگاه‌های دائم در منطقه و محاسبه شیب پوش کدای موج برشی، به بررسی تغییرات مکانی ضریب کیفیت در فرکانس‌های مختلف (از جمله یک هرتز) پرداخته‌اند. مقایسه نتایج ایشان با مطالعه حاضر نشان می‌دهد که آنومالی‌های A و D به خوبی توسط ایشان نیز آشکارسازی شده است. آنومالی C به عنوان یک آنومالی ضعیف در آن مطالعه دیده شده اما اثری از آنومالی B در آنجا نیست و این منطقه به عنوان یک منطقه با ضریب کیفیت پایین در آن مطالعه معرفی می‌شود. از آنجا که نگاشت مورد استفاده توسط (Naghavi et al. (2017) کدای S و در مطالعه حاضر امواج S مستقیم است؛ در نتیجه شاید بتوان گفت که ساختار B یک ساختار سطحی است، که توانسته اثر خود را بیشتر در امواج مستقیم (در مقایسه با کدای موج) نشان دهد.



شکل ۸: (a) مقادیر قطری ماتریس قدرت تفکیک. کادر مشکی محدوده مقادیر بزرگتر از ۰/۸ را نشان می‌دهد که ناحیه انتخابی برای تفسیر نتایج است. (b) موقعیت اصلی ساختارهای فرضی برای تولید داده مصنوعی. بی‌هنجاری‌های با ضریب کیفیت مثبت با رنگ آبی، بی‌هنجاری‌های با ضریب کیفیت منفی با رنگ قرمز، موقعیت آتشفشان‌ها (علامت مخصوص مشکی) و موقعیت ایستگاه‌ها با مثلث مشکی مشخص شده است.

### ۵- ارزیابی دقت و تفکیک پذیری نتایج حاصل از مدل-سازی

#### ۵-۱- بررسی عناصر قطری ماتریس قدرت تفکیک

به عنوان اولین پارامتر برای ارزیابی دقت تفکیک نتایج، المان‌های قطری

- Rezaeian, M. (2013). Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. *Geophysical Journal International*, 195 (2), 799-814.
- Bavali, K., Motaghi, K., Sobouti, F., Ghods, A., Abbasi, M., Priestley, K., Mortezaejad, G., & Rezaeian, M. (2016). Lithospheric structure beneath NW Iran using regional and teleseismic travel-time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 253, 97-107.
- Hearn, T. M., Wang, S., Pei, S., Xu, Z., Ni, J. F., & Yu, Y. (2008). Seismic amplitude tomography for crustal attenuation beneath China. *Geophysical Journal International*, 174 (1), 223-234.
- Hutton, L. K., & Boore, D. M. (1987). The ML scale in southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77 (6), 2074-2094.
- Menke, W. (2018). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic press.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D., & Tatar, M. (2011). Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics*, 506 (1-4), 22-30.
- Motaghi, K., & Ghods, A. (2012). Attenuation of ground-motion spectral amplitudes and its variations across the central Alborz mountains. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102 (4), 1417-1428.
- Naghavi, M., Rahimi, H., Moradi, A., & Mukhopadhyay, S. (2017). Spatial variations of seismic attenuation in the North West of Iranian plateau from analysis of coda waves. *Tectonophysics*, 708, 70-80.
- National Iranian Oil Company (NIOC) 1977, Geological map of North-West Iran. Scale: 1:2500000.
- Rezaeifar, M., Kissling, E., Shomali, Z. H., & Shahpasand-Zadeh, M. (2016). 3D crustal structure of the northwest Alborz region (Iran) from local earthquake tomography. *Swiss Journal of Geosciences*, 109 (3), 389-400.
- Taghipour, K., Khatib, M. M., Heyhat, M., Shabaniyan, E., & Vaezihir, A. (2018). Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: The Maragheh and Salmas fault zones. *Tectonophysics*, 742, 15-33.
- Teknik, V., & Ghods, A. (2017). Depth of magnetic basement in Iran based on fractal spectral analysis of aeromagnetic data. *Geophysical Journal International*, 209 (3), 1878-1891.
- عمیق معرفی می گردند. بی هنجاری عمیق در شرق سبلان به اثرات دمایی مرتبط با فوران های اخیر آتشفشان سبلان و بی هنجاری عمیق در شرق رشته کوه تالش به وجود پوسته ی سرد و چگال در زیر این ناحیه (احتمالاً پوسته ی خزر جنوبی) تفسیر می شود. این آنومالی ها پیشتر نیز گزارش شده اند. همخوانی نتایج حاصل از این توموگرافی با نتایج مطالعات ژئوفیزیکی موجود و نقشه های زمین شناسی، شاهی بر توانایی روش پیشنهادی برای تشخیص تغییرات ساختمانی از طریق بررسی تغییرات ضريب کیفیت است.
- ۷- سپاس گزاری**
- از داوران محترمی که با ارائه نظرات و پیشنهادات سازنده نویسندگان را در بهبود این مقاله یاری کردند، تشکر و قدردانی می شود. از مرکز لرزه نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله بابت در اختیار قرار دادن داده های استفاده شده در این پژوهش، سپاس گزاریم.
- ۸- منابع**
- فیض آقایی، ف.، متقی، خ.، تاتار، م.، قدس، ع. و مرادی، ع.، ۱۳۹۶. توموگرافی دوبعدی سرعت امواج حجمی فشارشی در پوسته فوقانی با استفاده از زمین لرزه های محلی شمال باختر ایران، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۱، شماره ۱، صفحه ۳۳-۴۸.
- قاسمی نیا، ر.، متقی، خ.، قدس، ع.، طالبیان، م. و چن، ل.، ۱۳۹۷. کاهندگی طیفی جنبش زمین در فواصل کانونی نزدیک، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۲، شماره ۳، صفحه ۱۰۶-۸۷.
- متقی، خ.، ضرونی زاده، ز. و قدس، ع.، ۱۳۹۵. محاسبه کاهندگی طیف دامنه جنبش زمین در ناحیه شمال غرب ایران، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۰، شماره ۴، صفحه ۱۲۸-۱۴۱.
- متقی، خ.؛ قدس، ع. و سیاه کوهی، ح. (۱۳۸۸). محاسبه بزرگای M برای زلزله های ناحیه تهران، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۳، شماره ۲، صفحه ۱۱-۱.
- Atkinson, G. M., & Mereu, R. F. (1992). The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82 (5), 2014-2031.
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S., &





## A new method for quality factor tomography: a case study in NW Iran

Salman. Andayeshgar<sup>1</sup>, Khalil. Motaghi<sup>2\*</sup> and Mahnaz. Rezaeian,<sup>2</sup>

1- PhD student in seismology, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

2- Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

Received: 5 January 2020; Accepted: 2 March 2020

Corresponding author: kmotaghi@iasbs.ac.ir

### Keywords

Quality factor  
Tomography  
Attenuation  
NW Iran

### Extended Abstract

#### Summary

In this paper, we suggest a simple procedure for quality factor tomography inspired from local earthquake travel time tomography. Amplitude residuals (as input data) are calculated from difference between logarithm of observed amplitude and logarithm of predictive amplitude taken from ground motion equations. The averaged residuals on a station-by-station basis illustrate

significant systematic variations in NW (northwest) Iran. Here, we assume that the variations are generated by lateral change of anelasticity (i.e. model parameter), created by change of rock properties. After formulating the relationship between data and model parameters, we carry out a two-dimensional (2-D) tomography for the NW of Iran as a case study using 2901 rays recorded by 35 seismic stations. The obtained tomogram shows anomalies that have been recognized before by travel time tomographies. Thus, we propose that the tomography of amplitude residuals is a proper method for resolving structural heterogeneities responsible for large amplitude variations across seismic regions. This may help to have more realistic seismic hazard assessments.

### Introduction

Tabriz city with 1.6 m population is located in the NW Iran. Estimation of empirical attenuation relations for the region is a key for realistic seismic hazard assessments. Recently, Motaghi et al. (2016) have employed microseismicity of the region to estimate an attenuation relationship for the NW Iran. Their regression has left significant amplitude residuals at different stations where neighboring stations have similar average residuals confirming important lateral structural variations ignored in the attenuation estimations. For instance, stations located around the NTF have systematic negative residuals consistent with location of a thick sedimentary basin in the region. Such systematic residual patterns have been reported before in Canada and North America by Atkinson (2004) or in Alborz Mountains, north Iran, by Motaghi and Ghods (2012). These observations have inspired us to conduct 2-D amplitude residual tomography similar to widely used local travel time tomography (e.g., Rawlinson and Sambridge, 2003). We assume that attenuation variations are only affected by anelastic coefficient variations generated by change of rock properties. Thus, we have discretized the study region and considered anelastic attenuation coefficient (inverse of quality factor) as an unknown parameter for the inversion procedure.

### Methodology and Approaches

We formulized a linear relationship between the amplitude residual (as datum) and anelastic coefficient variation (as unknown parameter), and then, we analyzed seismograms recorded from 943 local earthquakes with magnitudes between 1.6 and 5.2, and azimuthal gap less than 250°. The data were gathered by 35 seismic stations located in the NW Iran to carry out the inversion. We used a weighted damped least squares approach (e.g. Menke, 1989) in which weight matrices for the data and model parameters were used. The weights for the data come from the signal to noise ratio calculated for each signal. The weights for the model parameters come from the number of rays per block. This helps to exclude model parameters associated with blocks not crossed by rays. An optimal damping value of 23 was selected from the trade-off curve between the total residuals and the weighted model variances. The inversion procedure estimated variations of intrinsic attenuation coefficient relative to the average value (0.0012). We converted the

obtained values into change of quality factor,  $\Delta Q$ , which was more usual in the literature.

**Results and Conclusions**

Our tomogram for the NW Iran showed a lower quality anomaly for Neogene sedimentary basin around the North Tabriz Fault in contact with high quality Cretaceous volcanic and Cambrian metamorphic basement outcrops in the north of the region. Such clear consistency between our tomogram and lithology variations at the surface disappeared in the eastern part of the tomogram where deep (depth = 20–45 km) events occurring in the oceanic-like crust of the South Caspian Basin are observed. Comparing our eastern anomalies with a teleseismic tomography across the same region, we found that low and high quality patches in eastern part of our tomogram are probably generated by thermal effects of Sabalan volcano and oceanic like crust of the South Caspian Basin, respectively. Good consistency between our results and previously reported features confirms that the amplitude residuals are proper data set to detect structural heterogeneities responsible for large amplitude variations in active seismic regions.

---